

## El colapso BURATO ERGAP: Un rasgo morfo-tectónico de primera magnitud en el Banco de Galicia

### *The BURATO ERGAP collapse: A major morphotectonic feature in the Galicia Bank*

Vázquez, J.T. (1), Ercilla, G. (2), Medialdea, T. (3), Somoza, L. (3) Bohoyo, F. (3), Casas, D. (3), Estrada, F. (2), Farrán, M. (2), García-Gil, S. (4) y León, R. (3)

(1) Instituto Español de Oceanografía. Centro Oceanográfico de Málaga. Puerto Pesquero, s/n. 29640 Fuengirola. Spain. juantomas.vazquez@ma.ieo.es

(2) Institut de Ciències del Mar, CSIC. Passeig Marítim Barceloneta, 37-49. 08003 Barcelona. Spain

(3) Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas, 23. 28005 Madrid. Spain

(4) Dpto. Geociencias Marinas. Universidad de Vigo. 3620 Vigo (Pontevedra). Spain

#### Abstract

Multibeam and seismic data acquired during the ERGAP 1 and ERGAP 2 allowed the recognition and study of three big depressions which are located in the continental slope southeast of the Galicia Bank. These depressions correspond to collapses circular in shape that reach 370 m depth and whose size range between 2000 y 5000 m. Among them the so called BURATO ERGAP have been analysed in detail. Seismic records from this depression indicate its erosive character, the occurrence of a diapir underneath related to a shale layer, numerous faults that extend from the seafloor to the shale layer at both sides of the depression and finally and transparent seismic facies that could be associated to fluid venting. The genesis of this collapses must be explain in the framework of the Cenozoic Pyrenean compressive events, where faulting of the sedimentary cover over a viscous shale layer among other factors can be invoked to explain this outstanding features.

**Palabras clave:** morfología, colapso, niveles viscosos, escape de fluidos, Margen continental

**Key words:** morphology, collapse, viscous layers, leaking, Continental Margin

## 1. INTRODUCCIÓN

La presencia de rasgos morfológicos asociados a la movilidad de sedimentos, tales como volcanes de fango, pockmarks y colapsos, es uno de los ítems que más interés ha suscitado en los últimos años en el campo de la investigación sobre los márgenes continentales (Mienert *et al.*, 2007). Desde el punto de vista geológico, este interés proviene tanto por la asociación de estos rasgos morfológicos con la presencia de escapes de fluidos procedentes del subsuelo, especialmente hidrocarburos, como por su relación con estructuras tectónicas que son utilizadas como vías de migración (Medialdea *et al.*, 2008).

El objeto del presente trabajo es el estudio de los colapsos gigantes presentes en la región del Banco de Galicia a partir de la estructura de la que se tiene una documentación más completa: el colapso que hemos denominado "BURATO ERGAP". Hasta el momento se han descrito colapsos de grandes dimensiones en otras zonas del Margen Ibérico Atlántico como en el Golfo de Cádiz

asociada a su complejidad estructural. Así en su parte distal se sitúa la región del Banco de Galicia que se caracteriza por la presencia de un conjunto de plataformas marginales entorno a una serie de altos estructurales entre los que destaca el propio Banco de Galicia, situado a 200 km de la costa y definido por la isobata de 700 m.

El margen del oeste de Galicia ha sido reconocido como un ejemplo clásico de un margen de tipo Rift no volcánico e hiperextendido (Tucholke *et al.*, 2007). La rotura continental del Mesozoico tuvo lugar en dos fases, separadas por un periodo de subsidencia. La primera fase (Triásico final-Jurásico inicial) se relaciona con el sistema de rift Triásico que se formó entre Europa, África y América del Norte, anterior a la apertura del Atlántico central (Murillas *et al.*, 1990). La segunda fase tuvo lugar entre el Jurásico Medio-Superior y el Cretácico inferior durante la apertura del océano Atlántico Norte y la progresiva rotura hacia el norte, entre 133 y 112 my (Srivastava *et al.*, 2000).

A partir del final del Cretácico, especialmente entre el Paleógeno y el Mioceno, este margen continental sufrió un régimen compresivo progresivo (Pinheiro *et al.*, 1996) en el contexto de la tectónica Alpina de Iberia. La compresión principal se ha relacionado

## 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

El margen continental del oeste de Galicia (Fig. 1) presenta más de 350 km de anchura desde la costa hasta la llanura abisal. Esta gran amplitud está

con la fase Pirenaica, de edad Eoceno, si bien ha perdurado hasta el Mioceno inferior (Alvarez-Marrón *et al.*, 1997). Estas fases compresivas cenozoicas reactivaron los sistemas de fallas mesozoicas y la fisiografía del margen (Pinheiro *et al.*, 1996).

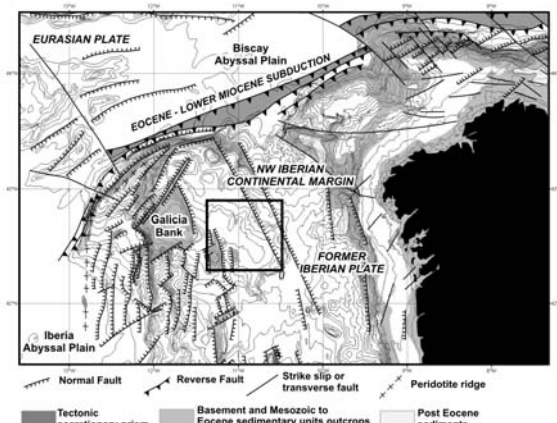


Fig. 1. Mapa batimétrico del Margen continental de Galicia y situación de la zona de estudio en el recuadro (modificada de Vázquez *et al.*, 2008). B) Mapa de estudio y posicionamiento de las campañas ERGAP1 y 2.

Esta evolución ha generado un margen continental con una configuración estructural compleja, dominado básicamente por dos familias de fallas, una de fallas normales de dirección N-S a NO-SE y la segunda por un sistema de fallas transfer de dirección NE-SO, también rejugadas en el Cenozoico (Fig. 1). Además, todo el frente noroccidental del margen corresponde a un importante sistemas de cabalgamientos, de dirección ENE-ONO al E y que, hacia el O, pasa a NE-SO, vergentes hacia el NNO y NO respectivamente (Vázquez *et al.*, 2008).

A partir de estas características morfológicas y estructurales se han definido seis provincias morfoestructurales en el margen (Ercilla *et al.*, 2008, Vázquez *et al.*, 2008), que de este a oeste son: la Cuenca Interior de Galicia, la Zona Transicional, el Banco de Galicia, el dominio de Semigrabenes, el Margen Profundo de Galicia y el Flanco Noroeste. La zona considerada en este trabajo se encuentra en el dominio de la Zona Transicional, el cual está constituido por un conjunto de montes submarinos de origen estructural y plataformas marginales.

El relleno sedimentario de este margen continental se ha dividido en 7 unidades sísmicas principales, donde los sedimentos tienen una edad comprendida entre el Oxfordiense y el Cuaternario (Mauffret y Montadert, 1988; Murillas *et al.*, 1990; Ercilla *et al.*, 2008). Estas 7 unidades sísmicas se agrupan en 3 grupos a partir de su relación con la evolución del margen: Unidades pre-rift (unidades sísmicas 7 y 6) de edad Oxfordiense a Berriasiense; Unidades sin-rift (unidades sísmicas 5 y 4) de edad Valanginiense

a Aptiense; y Unidades post-rift (unidades sísmicas 3, 2 y 1) de edad Albiense a Cuaternario.

La presencia de una formación de arcillas negras descrita en la base de las unidades post-rift (Groupe Galice, 1979), ha sido utilizada por Vázquez *et al.* (2008) como un posible nivel viscoso y móvil responsable de una serie de estructuras tectónicas menores, como fallas normales y pliegues secundarios en disarmonía con la estructura del basamento. La movilidad de esta formación ha sido ya reconocida en sectores próximos del Golfo de Vizcaya (Thinon *et al.*, 2001).

### 3. METODOLOGÍA

El estudio se ha realizado a partir de la interpretación de las estructuras observadas, tanto en el mosaico batimétrico obtenido con una sonda multihaz dual EM-12, como de perfiles de sísmica monocal y multicanal de alta resolución. Estos datos fueron obtenidos con el buque L'Atalante de IFREMER durante las campañas ERGAP 1 y ERGAP 2 (Fig. 2). Los perfiles de sísmica multicanal se adquirieron utilizando como fuente de energía dos sartas con un total de 5 cañones GI de aire comprimido y una potencia total de 140 ci. La señal fue recogida con un streamer de 600 m de longitud y 72 canales, con una cadencia de disparo de 25 m y una longitud de registro de 8 s. Simultáneamente se obtuvieron los perfiles de sísmica monocal con un sistema CHIRP de 3.5 kHz.

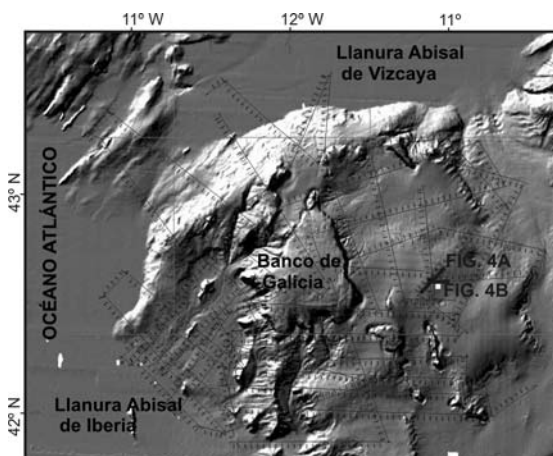


Fig. 2. Mapa batimétrico de la región del Banco de Guadalquivir y situación de los perfiles sísmicos obtenidos en las campañas ERGAP1 y ERGAP2.

### 4. RESULTADOS

El análisis de la morfología permitió localizar tres grandes depresiones (A, B y C) de geometría aproximadamente circular situadas en la Zona Transicional (Fig. 3), que se encuentran a profundidades entre 1.600 y 1.850 m y presentan un diámetro comprendido entre 3.000 y 5.000 m, con un desnivel, de la parte central con respecto a los bordes, comprendido entre 100 y 370 m.

La depresión A, que se ha denominado “O BURATO ERGAP” se estudió con más detalle por medio de los perfiles sísmicos; se encuentra en la cumbre de un suave abombamiento con morfología de domo; tres características principales definen a esta depresión (Figs. 4A y 4B):

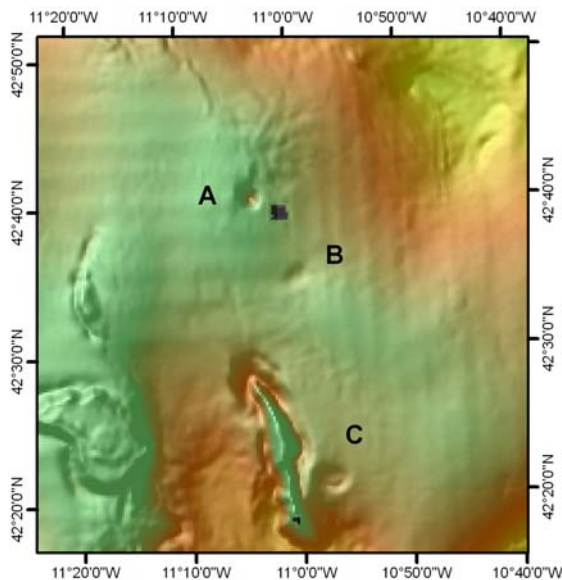


Fig. 3. Mapa batimétrico del entorno del colapso del “BURATO ERGAP”. Se han marcado con las letras A, B y C, las tres depresiones localizadas en la superficie del margen con geometría pseudo-circular.

- 1) Es un elemento erosivo con forma U/V en sección transversal, mostrando una sección simétrica de dirección SO-NE (Fig. 4A) y asimétrica según una dirección O-E (Fig. 4B). El flanco suroccidental es más elevado que el nororiental. Sus paredes son superficies de truncación que erosionan unidades bien estratificadas donde alternan reflectores de alta y baja amplitud (Unidades 1y 2 de Ercilla *et al.*, 2008), observándose un pequeño deslizamiento en el flanco suroccidental. La superficie del fondo presenta alta reflectividad y, en el subfondo, se identifican facies caóticas a estratificada discontinuas. Esta depresión presenta un relleno posterior de pocos milisegundos de espesor.
- 2) La depresión se sitúa sobre un pequeño cuerpo diapírico, que se eleva al menos entre 800 y 1000 ms Tiempo Doble (TD) y produce el plegamiento en domo de las unidades suprayacentes. El material de este cuerpo procede de una formación de configuración caótica, de techo muy irregular y buena continuidad lateral que corresponde a las denominadas “Arcillas negras” (Unidad 3 de Ercilla *et al.*, 2008). Además se observa que este cuerpo diapírico no es una intrusión cónica perfecta, sino que su cumbre está dividida en dos partes, probablemente por medio de una falla que favorece la elevación de la parte occidental, situándose la depresión justo sobre el eje de dicha estructura (Figs. 4A y 4B).

- 3) A ambos lados de la depresión se observa una intensa fracturación normal. Estas fallas de pequeño salto (entre 10 y 20 ms TD) presentan una inclinación dirigida hacia el centro de ésta, generando una geometría en gradería que llega a afectar a la superficie del fondo (Fig. 4A). Esta fracturación afecta a las unidades más recientes y alcanzaría al cuerpo diapírico. Por otro lado, al O de la depresión se observa una zona de anomalías acústicas, facies columnares transparentes, asociadas al escape de fluidos (quizá gas) (Fig. 4).

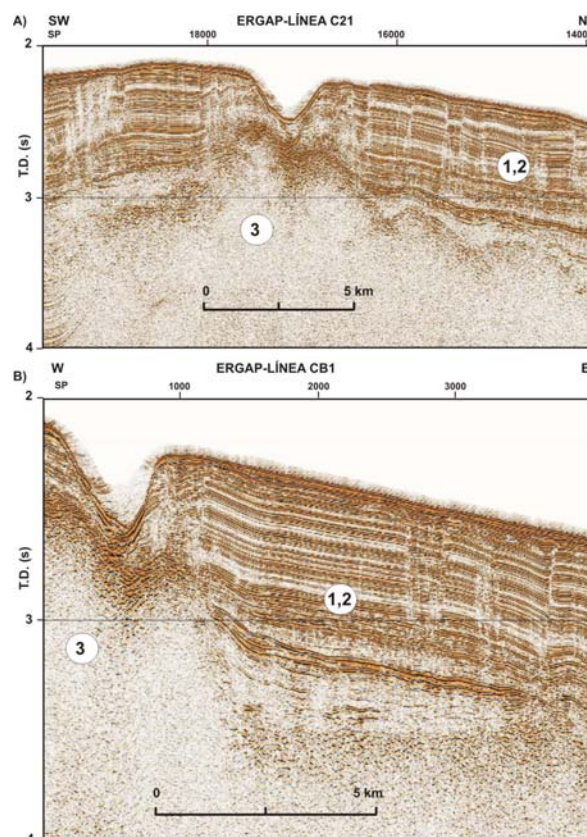


Fig. 4. Dos transeptos del colapso “BURATO ERGAP” que corresponden a segmentos de los perfiles de sísmica multicanal de alta resolución C21 (A) y CB1 (B), ver figura 2 para localización. 1, 2 y 3: Unidades sismo-sedimentarias descritas por Ercilla *et al.*, 2008.

## 5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las tres depresiones estudiadas en el margen continental del O de Galicia se han interpretado como grandes colapsos de la superficie del fondo asociados a unidades sedimentarias con dinámica de fluidos viscosos en el subsuelo del margen (Unidad 3, Ercilla *et al.*, 2008; Vázquez *et al.*, 2008). Los colapsos se ocasionarían por una intensa fracturación normal con geometría de gradería, relacionada con la alta movilidad de los niveles viscosos en el subsuelo. Si bien la deformación frágil afecta, con mayor intensidad, a los niveles bien estratificados y de buena continuidad lateral (Unidades 1 y 2, Ercilla *et al.*, 2008; Vázquez *et al.*, 2008), que se encuentran sobre los niveles viscosos.

El abombamiento de la superficie se originaría por el ascenso diapírico desde los niveles viscosos (Unidad 3), si bien el desarrollo de la depresión podría haber generado un desequilibrio puntual de la presión litostática, que a su vez podría haber favorecido la continuación de la elevación de este cuerpo.

Asimismo, la fracturación estaría ocasionada por la movilidad de los niveles viscosos en el subsuelo y su desplazamiento relativo dentro del propio relleno sedimentario a favor de la pendiente regional del basamento. Sin embargo, el mecanismo de disparo o desencadenante de esta movilidad no debe encontrarse sólo en el carácter viscoso de estos niveles, sino también en la elevación de este sector del margen continental durante las fases compresivas cenozoicas y la reactivación, durante este proceso, de estructuras de basamento (Vázquez *et al.*, 2008).

Por último, hay que hacer hincapié en el carácter erosivo que presenta la depresión del colapso del “BURATO ERGAP”, prácticamente sin relleno sedimentario, factor que señalaría, bien una tasa de sedimentación muy baja en esta parte del margen o un origen muy reciente, e incluso un posible funcionamiento similar al de un pockmark donde el escape de fluidos procedentes, probablemente de la propia formación sedimentaria de comportamiento viscoso (Unidad 3 de las “Arcillas Negras”), produciría la erosión de las unidades suprayacentes. Este hecho estaría avalado por la presencia de zonas con escapes de gas en las proximidades de la depresión.

#### Agradecimientos

Este trabajo ha sido desarrollado mediante los proyectos de investigación ERGAP (VEM 2003-20093-CO3) y CONTOURIBER (CTM2008-06399-CO4/MAR), constituyendo una contribución al proyecto TOPOIBERIA (Consolider-Ingenio 2010, CSD2006-0041). Agradecemos a todos los participantes en las campañas oceanográficas ERGAP 1 y ERGAP 2 su trabajo durante la toma los datos.

#### REFERENCIAS

- Álvarez-Marrón, J., Rubio, E. and Torne, M. (1997). Subduction related structure in the North Iberian Margin. *Journal of Geophysical Research*, 102 (B10), 22497–22511.
- Ercilla, G., García-Gil, S., Estrada, F., Gràcia, E., Vizcaíno, A., Vázquez, T., Díaz, S., Vilas, F., Casas, D., Alonso, B., Dañobeitia, J. and Farran, M. (2008). High resolution seismic stratigraphy of the Galicia Bank Region and neighbouring abyssal plains (NW Iberian continental margin). *Marine Geology*, 249, 108-127.
- Groupe Galice (1979). The continental margin off Galicia and Portugal: acoustical stratigraphy, dredge stratigraphy and structural evolution. In: Sibuet, J.C. *et al.* (Ed.), *Initial Report. DSDP*, 47, 633-662 U.S. Government Printing Office. Washington D.C.
- Mauffret, A. y Montadert, L. (1988). Seismic stratigraphy off Galicia. In: G. Boillot, E.L., Winterer *et al.* (Eds.). *Proc. ODP. Scientific Results*, 103, 13-30.
- Medialdea, T., Somoza, L., Pinheiro, L.M., Fernández-Puga, M.C., Vázquez, J.T., León, R., Ivanov, M.K., Magalhaes, V., Díaz del Río, V. and Vegas, R. (2009) Tectonics and mud volcano development in the Gulf of Cádiz. *Marine Geology*, 261, 48-63.
- Mienert, J., Parkes, J., Jørgensen, B.B., Boetius, A., Bjørkum, P.A., Bohrmann, G., de Batist, M., Etiope, G., Kormas, K., Heuer, V., Aloisi, G., Diaz del Rio, V. and del Gaudio, R. (2007) Biosphere-geosphere interactions: fluid flow and gas seepage at continental margins. In: P. Cochonat, S. Dürr, V. Gunn, P. Herzig, C. Mevel, J. Mienert, R. Schneider, P.P.E. Weaver, and A. Winkler (Eds.) *The Deep-Sea Frontier. Science challenges for a sustainable future*, 16-22. Directorate General for Research-Environment/Management of Natural Resources. European Commission.
- Murillas, J., Mougnot, D., Boillot, G., Comas, M.C., Banda, E. and Mauffret, A. (1990). Structure and evolution of the Galicia Interior Basin (Atlantic Western Iberian continental margin). *Tectonophysics*, 184, 297-319.
- Pinheiro, L.M., Wilson, R.C.L., Pena dos Reis, R., Whitmarsh, R.B.W. and Ribeiro, A. (1996). The Western Iberian Margin: a Geophysical and Geological Overview. In: R.B. Whitmarsh, D. Daywer, A. Klaus, D.G. and Masson, D.G. (Eds.). *Proc. ODP, Leg 149, Scientific Results*, 149, 3-23.
- Srivastava, S.P., Sibuet, J.C., Cande, S., Roest, W.R. and Reid, I.R. (2000). Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. *Earth Planetary Science Letters*, 182 (1), 61-76.
- Thinon, I., Rehault, J.P., Fidalgo-González, L. and Olivet, J.L. (2001). Pyrenean deformations in the Bay of Biscay. *C. R. Acad. Sci., Sér. II*, 332 (9), 561-568.
- Tucholke, B.E., Sawyer, D.S. and Sibuet, J.C. (2007) Breakup of the Newfoundland-Iberia rift. In: G.D. Karner, G. Manatschal and L.M. Pinheiro (Eds.). *Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup. Geological Society, London, Special Publications*, 282, 9-46.
- Vázquez, J.T., Medialdea, T., Ercilla, G., Somoza, L., Estrada, F., Fernández-Puga, M.C., Gallart, J., Gràcia, E., Maestro, A. and Sayago, M. (2008) Cenozoic deformational structures on the Galicia Bank Region (NW Iberian continental margin). *Marine Geology*, 249, 128-149.